

JAROSŁAW KUCZA

Teoretyczne i praktyczne aspekty obliczania zapasu wody w glebach leśnych

Część 1. Gleby bezszkieletowe

Theoretical and practical aspects of calculating the water storage in forest soils

Part I. Non-skeletal soils

ABSTRACT

Kucza J. 2005. Teoretyczne i praktyczne aspekty obliczania zapasu wody w glebach leśnych. Część 1. Gleby bezszkieletowe. Sylwan 9: 24-33.

The paper presents the method of converting relative moisture of the ground layer in the soil profile into water resource expressed in the thickness of the water layer. The basis of conversion is the dimensionless degree of the soil moisture content. Water resources in soil profiles calculated by means of the proposed method can be compared and directly related to water balance components of forest habitats, among others, precipitation volume, interception, transpiration, evapotranspiration, as well as water outflow from a catchment. The paper provides a description and justification of procedures applied to non-skeletal soils in the profiles without free groundwater table and those with saturation zone.

KEY WORDS

forest hydrology, water balance, soil profile, soil relative moisture, soil moisture content, ground water resource

ADDRESSES

Jarosław Kucza – Katedra Inżynierii Leśnej; Akademia Rolnicza;
Al. 29 Listopada 46; 31-425 Kraków; e-mail: rlsulins@cyf-kr.edu.pl

Wprowadzenie

Znajomość stanu uwilgotnienia gleb leśnych jest ważnym elementem z punktu widzenia gleboznawstwa, siedliskoznawstwa i hydrologii leśnej. Zmiany wartości tego czynnika zachodzące w czasie można przedstawiać zarówno w jednostkach względnych, jako wilgotność wyrażoną procentowym udziałem masy wody w stosunku do masy suchego gruntu [Bednarek 1970; Malicki 1980; Prusinkiewicz, Kosakowski 1986; Prusinkiewicz 1987], jak i jednostkach fizycznych, jako wysokość warstwy wody w profilu o określonej miąższości [Rode 1956; Somorowski 1969; Puchalski, Prusinkiewicz 1975; Kowalkowski 1977; Kosturkiewicz 1977; Kucza 1983; Kucza, Suliński 1987] lub objętość wody w bryle gruntu [Maciaszek, Furmański 1990]. Zmiany wilgotności gruntu wyrażone w jednostkach względnych, pozwalają na określenie kierunków zachodzących zmian uwilgotnienia gleby, jednakże bez możliwości ujęcia ilościowego pod względem bilansu wodnego. Jest to sposób najczęściej stosowany w pracach z zakresu gleboznawstwa, natomiast w opracowaniach hydrologicznych jest on wstępem do dalszych obliczeń, bez względu na to, jaką metodą oznaczono wilgotność względną. Techniki obliczania zapasu wody w profilach glebowych stosowane przez różnych autorów przedstawionych wcześniej, sugerują potrzebę podjęcia próby ujednoliczenia stosowanych algorytmów przeliczania wilgotności względnej gruntu na zapas wody.

Sposób bilansowania tego zapasu wody w profilu glebowym zależy w dużej mierze od występującego w nim typu warunków wodno-gruntowych [Suliński 1995] oraz celu obliczeń.

W ogólnym ujęciu na całkowity zasób wody w profilu glebowym składają się zapasy: w strefie pełnego nasycenia (saturacji) i napowietrzania (aeracji). Wyraźną granicą między tymi strefami jest swobodne zwierciadło wody gruntowej, którego położenie i dynamikę uważa się za miary stopnia uwilgotnienia siedliska leśnego, dające się wykorzystać do obliczania zmian zapasu wody gruntowej [Suliński 1978, 1989a, 1989b]. Hydrologia leśna zajmująca się wymianą wody pomiędzy atmosferą, drzewostanem i gruntem, wymusza bardziej precyzyjne bilansowanie wody w profilach nie tylko w strefie saturacji, ale również w strefie aeracji [Kosturkiewicz 1977; Kucza 1983; Kucza, Suliński 1987].

Gleby bezszkieletowe zbudowane z frakcji ziemistych można uznać (z punktu widzenia określania wilgotności) jako jednorodne. Gleby szkieletowe wymagają odmiennego traktowania frakcji ziemistych i szkieletowych. Za graniczny wymiar ziaren między tymi frakcjami przyjęto 2 mm [za PN-86/B-04481]. W glebach leśnych, dla obydwóch wymienionych przypadków, specyficznego traktowania wymaga warstwa materii organicznej. Całość zagadnienia przedstawiono w dwóch częściach, niniejsza dotyczy bezszkieletowych profili gleb leśnych z występującym lub nie, swobodnym zwierciadłem wody gruntowej.

Przedmiotem pracy jest zasób wody w bezszkieletowym profilu gleby leśnej.

Celem pracy jest przedstawienie proponowanego przez Autora sposobu przeliczania wilgotności względnej gruntu na zasób wody, wyrażony w milimetrach warstwy wody oraz jego sumowania dla całego profilu glebowego.

Obliczanie zapasu wody dla wydzielonej warstwy gruntu

Profil badawczy po odkopaniu powinien być poddany analizie pozwalającej na podzielenie jego miąższości na warstwy pomiarowo-obliczeniowe, według kryterium jednolitych właściwości fizycznych (najczęściej jest to podział zbliżony do gleboznawczego). Należy przy tym zwrócić uwagę na poziomy organiczne, które ze względu na niewielkie i zmienne miąższości, stwarzają pewne ograniczenia zarówno przy bezpośrednim oznaczeniu ich wilgotności lub zapasu, jak i przy technicznym instalowaniu układów do pomiarów pośrednich. Ponieważ poziomy te współpracują ze sobą zarówno w czasie namakania jak i przesychniania, więc można założyć, że wykształcają one pewien logiczny układ wzajemnie uwarunkowanych wilgotności, związany z ich właściwościami fizycznymi [Kucza, Suliński 2000]. Proponuje się połączenie wszystkich poziomów organicznych w jedną obliczeniową „warstwę organiczną” złożoną z poziomów: ściółki (Ol), fermentacyjno-humifikacyjnego (Ofh) i próchnicznego (A). Takie zablokowanie poziomów organicznych, chociaż wymusza przestrzegania rygorystycznych procedur przy pobieraniu próbek objętościowych [Kosturkiewicz 1977] o nienaruszonej strukturze, zarówno do bezpośrednich oznaczeń wilgotności, jak i cechujących zainstalowane czujniki (przy metodach pośrednich), pozwala na otrzymywanie porównywalnych wyników.

Proponowana metoda obliczania zapasu wody w warstwie gruntu opiera się na dwóch pojęciach:

- teoretycznej, całkowitej objętości zbiornika wodnego warstwy, równej objętości kapilar,
- aktualnej objętości wody w tym zbiorniku.

W pojęciach tych występuje fizyczna jednostka objętości. Jednakże określanie aktualnych objętości wody, przy długoterminowych pomiarach na stałych poletkach badawczych jest niemożliwe. Na próbkach o naruszonej strukturze, pobieranych z odwiertu można jedynie określić wilgotność względną (w % wag). To sprawia, że również w jednostkach względnych należy

scharakteryzować teoretyczną, całkowitą pojemność wodną warstwy gruntu. Znajomość tych dwóch wartości pozwoli na obliczenie stopnia wilgotności [PN-88/B-04481] (będącego miarą wypełnienia przez wodę wolnych przestrzeni), według wzoru:

$$S_r = \frac{W}{W_r} \quad [1]$$

w którym:

W – aktualna wilgotność względna gruntu wyrażona procentowym udziałem wody w stosunku do suchej masy gruntu;

W_r – maksymalna wilgotność względna gruntu w jednostkach jak wyżej.

Jest on wielkością bezwymiarową, pośrednią w proponowanym sposobie obliczania zapasu wody. Jeżeli jego wartość uznamy za reprezentatywną dla warstwy gruntu o określonej miąższości, można obliczyć w niej [Kucza 1983] zapas wody w milimetrach, ze wzoru:

$$Z = h \cdot n \cdot S_r \quad [2]$$

w którym:

Z – zapas wody w mm;

h – miąższość warstwy [mm];

n – porowatość gruntu w warstwie (liczba niemianowana);

S_r – stopień wilgotności gruntu obliczony ze wzoru [1].

Z punktu widzenia bilansu wodnego, wilgotność względna gruntu nie odzwierciedla poprawnie jego zasobności w wodę. Obiektywny charakter stopnia wilgotności oraz eliminowanie przez niego wpływu rodzaju gruntu przybliżają wyliczenia przedstawione w tabeli. Przy wilgotności względnej 13% w warstwie piasku średniego o miąższości 1 cm znajduje się 2,43 mm warstwa wody (przy stopniu wilgotności równym 0,83), podczas gdy przy tej samej wilgotności w 1 cm warstwie gliny znajduje się 1,75 mm warstwa wody (przy stopniu wilgotności równym 0,35).

OKREŚLANIE MAKSYMALNEJ OBJĘTOŚCI ZBIORNIKA WODNEGO WARSTWY GRUNTU W JEDNOSTKACH WZGLĘDNYCH (W_r). Wymagać ono będzie wyznaczenia, na próbce gruntu o nienaruszonej strukturze pobranej z danej warstwy, gęstości objętościowej i właściwej szkieletu gruntowego [PN-88/B-04481]. Na podstawie tych wartości można wyliczyć: porowatość całkowitą, wskaźnik porowatości i maksymalną wilgotność względną wyrażoną w procentach w stosunku do wagi suchego gruntu, którą możemy traktować za względną miarę maksymalnej pojemności wodnej tego zbiornika (W_r).

Tabela.

Wielkości zasobów wody (w mm warstwy wody w gruncie o miąższości 1 cm) w różnych gruntach bezszkieletowych, posiadających jednakową wilgotność względną (13,0% wagowo), obliczone wzorem [2]

Volume of water resources (in mm of water layer in the soil at a thickness of 1 cm) in different skeletal soils having the same relative moisture (13.0% weighed) calculated from formula [2]

Rodzaj gruntu	Gęstość objęt. szkielet. grunt. ρ_d [g/cm ³]	Gęstość właściwa szkielet. grunt. ρ_s [g/cm ³]	Porowatość n	Wilgotność maksymalna W_r [% wag.]	Stopień wilgotności S_r	Zapasy wody Z mm $H_2O/1$ cm
Glina	1,35	2,70	0,500	37,04	0,351	1,75
Piasek gliniasty	1,59	2,67	0,404	25,58	0,508	2,05
Piasek średni	1,87	2,65	0,294	15,70	0,828	2,43

Warstwa mineralna nie stwarza większych problemów w wyznaczaniu tych właściwości. Laboratoryjne oznaczenie gęstości objętościowej i przeliczenie jej na gęstość objętościową szkieletu gruntowego, może być obarczone pewną niedokładnością wynikającą z jej zależności od wilgotności (kurczliwość, pęcznienie). Niedokładność ta może wystąpić w gruntach zwęższych [Myślińska 1998], natomiast przy gruntach niespoistych jest bez większego praktycznego znaczenia.

W stosunku do warstwy organicznej o zmiennej budowie wewnętrznej, gęstość właściwą szkieletu gruntowego można określić w sposób pośredni, jako średnią ważoną udziałem materii organicznej i części mineralnych. Ten sposób wymaga znajomości zarówno udziału jak i gęstości właściwej obydwu komponentów. W stosunku do materii organicznej można ją oznaczyć laboratoryjnie (na próbkach opadu organicznego, lub surowiny – Ol), chociaż nie bez trudności lub przyjęć jej średnią wartość jako $1,44 \text{ g cm}^{-3}$ [Okruszko 1971]. Przyjmując sposób laboratoryjnego oznaczenia tego parametru popełniamy pewien błąd wynikający z nieuwzględnienia wpływu stopnia rozkładu materii organicznej [Okruszko 1971 za Segeberg 1955], który jednak dla praktycznych obliczeń nie powinien mieć większego znaczenia. Dla komponentu mineralnego, wartość gęstości właściwej można przyjąć z oznaczeń wykonanych dla poziomu mineralnego profilu.

Oznaczając udział materii organicznej w próbce, oznaczamy również udział części mineralnej. Stosowane metody określające zawartość materii organicznej, posiadają zalecane zakresy stosowania i dają dość rozbieżne wyniki [Myślińska 2001]. Ze względu na bardzo dużą zawartość materii organicznej w poziomach ektopróchnicy (Ol, Of i Oh) i stosunkowo niewielką ilość części ilastych, bezpiecznie jest w stosunku do nich stosować metodę prażenia [PN-88/B-04481]. Przy próbkach z poziomów: mineralnych i mineralno-próchnicznych, można posłużyć się metodą utleniania w 30% wodzie utlenionej [PN-88/B-04481], bądź metodą Tiurina [Myślińska 2001].

Objętościowa aktywność poziomów organicznych (spowodowana pęcznieniem i kurczliwością) sprawia trudność w wyznaczeniu ich gęstości objętościowych szkieletu, koniecznych do obliczenia porowatości, wskaźnika porowatości oraz maksymalnej wilgotności względnej (W_r). Wychodząc z pojęcia „objętości wodnej zbiornika”, rozumianego jako maksymalna wartość do osiągnięcia przez warstwę organiczną gleby, musimy założyć, że wystąpi ona w stanie największego maksymalnego wypełnienia wodą, czyli przy osiągnięciu pojemności kapilarnej. Stanowi temu będzie odpowiadała pewna maksymalna objętość po spęcznieniu. Wyznaczyć ją można na monolicie o nienaruszonej strukturze pobranym z całej warstwy organicznej do cylindra, po 6-7 dniowym pełnym namoczeniu wodą i odsączeniu grawitacyjnym. Proponuje się aby cała masa wysuszonej próbki (w temperaturze 105-110°C) z warstwy organicznej, podzielona przez wyżej zdefiniowaną objętość, stanowiła gęstość objętościową szkieletu gruntu organicznego.

OKREŚLANIE AKTUALNEGO STANU WYPEŁNIENIA ZBIORNIKA WODNEGO WARSTWY GRUNTU W JEDNOSTKACH WZGLĘDNYCH (W). Aktualną wilgotność względną warstwy gruntu możemy uzyskać metodą bezpośrednią [PN-86/B-02480] lub jedną z metod pośrednich [Malicki 1980,1990; Kucza 1983; Kucza, Sulński 1987; Gołąb 1998; Sulński, Kucza 2001]. Przy oznaczaniu wilgotności metodą bezpośrednią należy zwrócić uwagę na fakt, że o ile w stosunku do poziomów mineralnych możliwe jest pobieranie do oznaczenia wilgotności próbek o naruszonej strukturze (za pomocą świda glebowego z założonej wcześniej głębokości), to w przypadku warstwy organicznej musimy do oznaczeń pobierać monolity o nienaruszonej strukturze (za pomocą zaostrego cylindra) o określonej miąższości i budowie wewnętrznej zgodnej z przyjętą z odkrywki za reprezentatywną dla miejsca pomiarów. Ze względu na przyrodniczą zmienność tej warstwy, próbki należy pobierać w kilku powtórzeniach. Na pobranym materiale należy oznaczyć nie tylko wilgotność względną, ale również inne omówione wcześniej właściwości (gęstość objętościową

i zawartość części organicznych). Jako wynik ostateczny pomiaru należy przyjąć wilgotność w próbce najbardziej zbliżonej pod względem oznaczonych właściwości fizycznych do próbki pobranej z odkrytki glebowej w czasie charakteryzowania profilu badawczego.

Obliczanie zapasu wody w profilu glebowym

PROFIL BEZ SWOBODNEGO ZWIERCIADŁA WODY GRUNTOWEJ. Obliczenie aktualnego zapasu wody dla całego profilu glebowego wymaga obliczenia zapasu wody według wzoru [2] w wyznaczonych warstwach, a następnie zsumowania ich do głębokości profilu czynnego, czyli do głębokości bilansowania zapasu wody glebowej [Kucza 1983; Kucza, Suliński 1987]. Stosowny wzór ma postać:

$$Z_c = Z_a = \sum_{i=1}^m (h_i \cdot n_i \cdot S_{ri}) \quad [3]$$

gdzie:

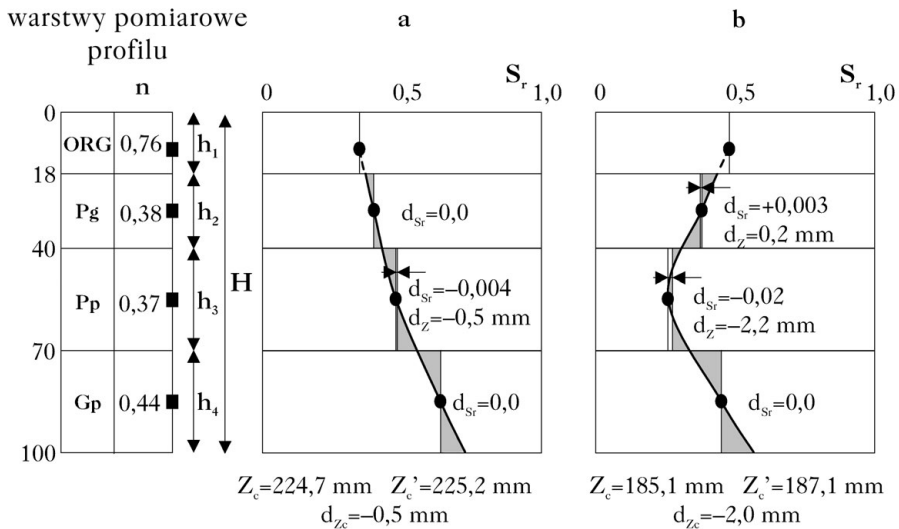
- Z_c – całkowity zapas wody w profilu do wyznaczonej głębokości w mm H_2O ;
- Z_a – zapas wody w strefie aeracji;
- m – ilość wydzielonych warstw w profilu;
- i – indeks warstwy;
- h_i , n_i i S_{ri} – jak wyżej.

W wymienionym ujęciu obliczony zapas wody może różnić się od rzeczywistego głównie z dwóch powodów:

- warstwa gruntu uznana za jednorodną w istocie jest zbudowana z gruntów różniących się wartościami wymienionych wcześniej właściwości,
- pomierzona aktualna wilgotność względna gruntu, a następnie obliczony wzorem [1] stopień wilgotności nie jest równy wartości średniej dla danej warstwy.

Ograniczenie ryzyka popełnienia tych błędów wymagałoby wyodrębnienia w profilu większej liczby warstw, a tym samym zwiększenia punktów pomiaru wilgotności gruntu. Optymalnym rozwiązaniem byłoby uzyskanie krzywej obrazującej zmienność stopnia wilgotności w całej miąższości profilu tak, aby można było z dużą dokładnością określić stopień wilgotności na dowolnej głębokości.

W przypadku założenia, że zmiany wilgotności w profilu przebiegają łagodnie, można średni stopień wilgotności w warstwie wyznaczyć z jego funkcyjnej zależności od głębokości (ryc. 1a, 1b). Graficzne określanie z krzywej średniego stopnia wilgotności warstwy jest dość uciążliwe i pracochłonne oraz może być obciążone błędem wynikającym z braku udokumentowanej wiedzy o charakterze rozkładu wilgotności w strefie granicznej między warstwami o odmiennych właściwościach. Obliczony stopień wilgotności warstwy organicznej może być pomocny w konstruowaniu liniowego rozkładu wilgotności. Ze względu na przedstawioną procedurę jego określenia dla tej warstwy nie można go zastąpić wartością uśrednioną otrzymaną z omawianego wykresu (ryc. 1a, b). Omawiając ten sposób obliczania średniego stopnia wilgotności, należy zwrócić uwagę na możliwość popełnienia błędu w przypadku bardzo wypukłych lub wklęsłych wykresów tej zależności (ryc. 1b). Błąd ten jednak może wpływać na całkowity zapas wody, natomiast jego znaczenie jest niewielkie z punktu widzenia zmian zapasu wody w czasie badań. W prezentowanych na rycinie 1a i 1b przykładach błąd ten jest mniejszy niż 1,1%. Skłania to do stwierdzenia, że w profilach glebowych bez swobodnego zwierciadła wody gruntowej nie ma praktycznego znaczenia sposób wyznaczania średniego stopnia wilgotności dla warstw.



Oznaczenia:
 stopień wilgotności:
 S_r – obliczony z danych pomiarowych,
 S'_r – obliczony z krzywej,
 d_{Sr} = S_r - S'_r – różnice między dwoma sposobami obliczania

Description:
 moisture content:
 S_r – calculated from measurement data,
 S'_r – calculated from the curve,
 d_{Sr} = S_r - S'_r – differences between two calculation methods

zapas wody w warstwie:
 Z – obliczony z S_r^c,
 Z' – obliczony z S'_r^c,
 d_Z = Z - Z' – różnice między zasobami wody w warstwie wynikające ze sposobu obliczania

water resource in the layer:
 Z – calculated from S_r^c,
 Z' – calculated from S'_r^c,
 d_Z = Z - Z' – differences between water resource in the layer resulting from the calculation method

zapas całkowity w profilu glebowym:
 Z_c – obliczony z S_r^c,
 Z'_c – obliczony z S'_r^c,
 d_{zc} = Z_c - Z'_c – różnice między zasobami wody w profilu wynikające ze sposobu obliczania

total resource in the soil profile:
 Z_c – calculated from S_r^c,
 Z'_c – calculated from S'_r^c,
 d_{zc} = Z_c - Z'_c – differences between water resources in the profile resulting from the calculation method

H – miąższość profilu
 h_i – miąższość warstwy
 n – porowatość
 ■ – punkt pomiaru wilgotności

H – profile thickness
 h_i – layer thickness
 n – porosity
 ■ – moisture measurement point

Ryc. 1.

Przykłady rozkładu wilgotności gruntów, wyrażonych stopniem wilgotności (S_r), w profilu glebowym bez swobodnego zwierciadła wody gruntowej wraz z obliczeniem całkowitego zapasu wody

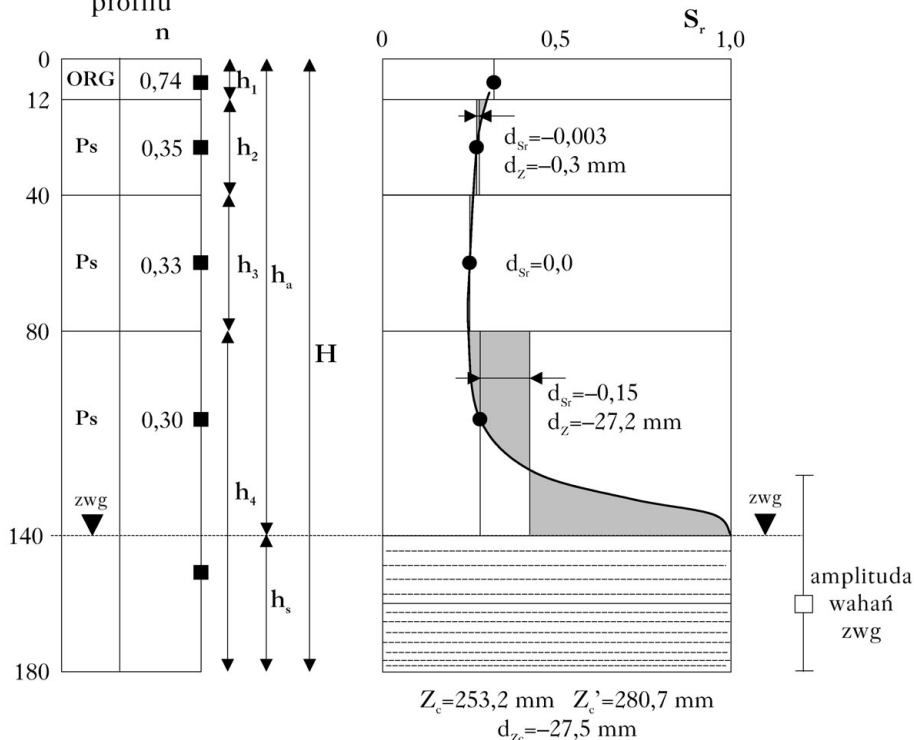
Examples of soil moisture distribution expresses as moisture content (S_r), in the soil profile without free ground water table including calculations of the total water resource

Oznaczenia gruntów według PN-86/B-02480

Description of soil type according to PN-86/B-02480

PROFIL ZE SWOBODNYM ZWIERCIADŁEM WODY GRUNTOWEJ. Do szczególnych przypadków obliczania zapasu wody dochodzi w profilu ze swobodnym zwierciadłem wody gruntowej (strefą saturacji). Woda ta może w zasadniczy sposób kształtować rozkład stopnia wilgotności gruntu w warstwie, w której się znajduje. Pomiar wilgotności względnej gruntu nad poziomem zwierciadła wody gruntowej (ryc. 2) nie będzie reprezentatywny dla tej warstwy.

Bilansowanie zapasu wody w profilach ze swobodnym zwierciadłem wody gruntowej wymaga przy planowanych badaniach wcześniejszego rozeznania jej poziomu i spodziewanych amplitud. Wiedza ta jest potrzebna do właściwego podziału profilu na warstwy obliczeniowe i wyznaczenia głębokości (H), do której powinny być prowadzone pomiary wilgotności (ryc. 2).

warstwy pomiarowe
profilu

Oznaczenia:

stopień wilgotności:

 S_r – obliczony z danych pomiarowych S'_r – obliczony z krzywej $d_{sr} = S_r - S'_r$ – różnice między dwoma sposobami obliczania

zapas wody w warstwie:

 Z – obliczony z S_r Z' – obliczony z S'_r $d_z = Z - Z'$ – różnice między zapasami wody w warstwie wynikające ze sposobu obliczania

zapas całkowity w profilu glebowym:

 Z_c – obliczony z S_r Z'_c – obliczony z S'_r $d_{zc} = Z_c - Z'_c$ – różnice między zapasami wody w profilu wynikające ze sposobu obliczania

H – miąższość profilu

 h_1 – miąższość warstwy h_a – miąższość strefy areacji h_s – miąższość strefy saturacji

n – porowatość warstwy

zwg – zwierciadło wody gruntowej

■ – punkt pomiaru wilgotności

Description:

moisture content:

 S_r – calculated from measurement data, S'_r – calculated from the curve, $d_{sr} = S_r - S'_r$ – differences between two calculation methods

water resource in the layer:

 Z – calculated from S_r Z' – calculated from S'_r $d_z = Z - Z'$ – differences between water resource in the layer resulting from the calculation method

total resource in the soil profile:

 Z_c – calculated from S_r Z'_c – calculated from S'_r $d_{zc} = Z_c - Z'_c$ – differences between water resources in the profile resulting from the calculation method

H – profile thickness

 h_1 – layer thickness h_a – aeration zone thickness h_s – saturation zone thickness

n – layer porosity

zwg – ground water table

■ – moisture measurement point

Ryc. 2.

Przykład rozkładu wilgotności gruntów, wyrażonych stopniem wilgotności (S_r), w profilu glebowym ze swobodnym zwierciadłem wody gruntowej wraz z obliczeniem całkowitego zapasu wody

Examples of soil moisture distribution expresses as moisture content (S_r), in the soil profile with free ground water table including calculations of the total water resource

Oznaczenia gruntów według PN-86/B-02480

Description of soil type according to PN-86/B-02480

Odkrywka glebowa powinna być wykonywana przy możliwie najniższym jej stanie, dającym możliwość pobrania z głębszych warstw próbek o nienaruszonej strukturze do oznaczenia właściwości fizycznych.

Całkowity zapas wody w tego typu profilach będzie sumą ilości wody w strefach aeracji i saturacji:

$$Z_c = Z_a + Z_s \quad [4]$$

w którym:

Z_a – jak wyżej;

Z_s – zapas wody w strefie saturacji w mm H_2O obliczony wzorem:

$$Z_s = h_s \cdot n_s \cdot S_{rs} \quad [5]$$

w którym:

h_s – miąższość warstwy wypełnionej wodą w mm ($H-h_a$);

H – całkowita miąższość badanego profilu w mm;

h_a – miąższość strefy aeracji w mm;

n_s – porowatość warstwy wypełnionej wodą;

S_{rs} – stopień wilgotności warstwy saturacji (około 1,0).

W prezentowanym na rycinie 2 przykładzie, wyznaczenie średniego stopnia wilgotności z krzywej obrazującej jego zmienność w przekroju, jest koniecznością dla warstwy bezpośrednio zalegającej nad zwierciadłem wody gruntowej, gdyż wielkość błędu, który możemy popełnić jest znacząca (około 11%). W pozostałych warstwach strefy aeracji obliczanie zapasu można wykonać przedstawionymi wcześniej sposobami. Dokładne wykreślanie omawianej zależności wiąże się z dwoma problemami. Pierwszy to rozkład wilgotności nad zwierciadłem wody gruntowej, w zasięgu wysokości kapilarności czynnej. Jest to zagadnienie trudne do zbadania w laboratorium (na próbkach o nienaruszonej strukturze), w dodatku wyniki tych oznaczeń mogą ulegać zniekształceniom wywołanym przez działanie w profilu glebowym czynników biotycznych [Ostromęcki 1969]. Nie uwzględnianie tego problemu w trakcie wykreślenia krzywych spowoduje pewne niedokładności, które nie powinny mieć istotnego wpływu na obliczane zmiany zapasu wody w okresach badawczych. Drugim zagadnieniem jest stopień wilgotności strefy saturacji. Przyjmowanie wartości 1,0 jest pewnym uproszczeniem. Z badań symulacyjnych przeprowadzonych w Zakładzie Inżynierii Leśnej na próbkach o nienaruszonej strukturze z terenu Puszczy Niepołomickiej i Lasów Wierchosławickich wynika, że jest możliwość kształtowania się zwierciadła wody gruntowej (w strefie amplitudy wahań) przy stopniu wilgotności: od 0,89 do 0,95, w zależności od rodzaju gruntu warstwy wodonośnej i jego porowatości efektywnej. Doświadczalne określenie tej wartości powinno zwiększyć dokładność obliczeń.

Podsumowanie i wnioski

Prezentowana procedura obliczeń zapasu wody w glebach leśnych stosowana w badaniach przeprowadzanych przez Zakład Inżynierii Leśnej Akademii Rolniczej w Krakowie pozwoliła uzyskiwać realne wyniki [Kucza 1983; Kucza, Suliński 1987; Gołąb 1998; Suliński, Kucza 2001]. Dotychczasowe doświadczenia z tych badań pozwalają na sformułowanie następujących wniosków i zaleceń przy jej stosowaniu.

- ✦ Na podstawie budowy profilu glebowego należy dokonać jego podziału na warstwy obliczeniowe według kryterium zbliżonych właściwości fizycznych.
- ✦ Jako podstawę do przeliczania wilgotności gruntu na jednostki bilansowe należy przyjąć odpowiadający jej bezwymiarowy stopień wilgotności.

- ✦ Wielopoziomowa budowa warstwy organicznej, o stosunkowo niewielkiej miąższości, uzasadnia celowość uznania jej jako jedną warstwę obliczeniową i badania bezpośrednie jak i pośrednie odnosić do całości.
- ✦ W przypadku profilu bez swobodnego zwierciadła wody gruntowej zapas wody w jednostkach bilansowych (mm H₂O) należy obliczać jako sumę zapasów (otrzymanych po zastosowaniu wzoru [2]) w poszczególnych warstwach pomiarowych, traktując określoną w wyniku pomiarów wilgotność jako średnią dla danej warstwy obliczeniowej.
- ✦ W profilu ze swobodnym zwierciadłem wody gruntowej, celowe jest wyznaczanie stopnia wilgotności dla warstwy gruntu zalegającego nad nim, z wykresu jego zależności od głębokości.

Literatura

- Bednarek R. 1970. Dynamika stosunków wodnych w glebach piaskowych rezerwatu Las Piwnicki pod Toruniem w badaniach polowych. Zesz. Nauk. Uniwersytetu M. Kopernika w Toruniu, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, Geografia VII, 24: 41-64.
- Gołąb J. 1998. Preliminary results of beech stands water balance researches on the area of slope road in Beskid Wyspowy. W: Osuch B., Ciepiewski A., Kowalik P. [red.]. Las i Woda. Mater. Pokonf. Międzyn. Konf. Nauk., Wyd. PK Kraków. 349-361.
- Kosturkiewicz A. 1977. Retencja użyteczna gleb leśnych. Pr. Kom. Nauk Roln. Kom. Nauk Leśn. PTPN. 44: 81-89.
- Kowalkowski A. 1977. Wpływ różnej głębokości wody gruntowej na wilgotności i zasobność gleb rdzawych bielocowanych pod drzewostanami sosnowymi. Roczn. Gleb. 28, 3-4: 127-135.
- Kucza J. 1983. Badanie pionowego rozkładu uwilgotnienia gruntów na tle zmian położenia zwierciadła wody gruntowej na wybranych stanowiskach w lasach obrębu Wierchosławic. Rozprawa doktorska, MSK, AR Kraków.
- Kucza J., Suliński J. 1987. The utilization of ground-soil water in selected pine-tree stands in the Niepołomice Forest. Acta Agr. et Silvestria, Ser. Silv. 26: 45-59.
- Kucza J., Suliński J. 2000. Relacje pomiędzy porowatością kapilarną a gęstością objętościową i kurczliwością gruntów o różnej zawartości części organicznych, występujących na terenie zlewni doświadczalnej Potoku Dupniański w Beskidzie Śląskim. Acta Agr. et Silvestria, Ser. Silv. 38: 91-106.
- Maciaszek W., Furmański G. 1990. Właściwości fizyczne wybranych kamienistych gleb leśnych wytworzonych ze skał warstw magurskich w Beskidzie Żywieckim. Roczn. Gleb. 41, 1-2: 23-33.
- Malicki M. 1980. Przegląd metod pomiaru wilgotności gleb i ocena ich przydatności w badaniach polowych. Probl. Agrof. 31.
- Malicki M. 1990. A reflectometric (TDR) meter of moisture content in soils and other capillary-porous materials. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol. 388: 107-114.
- Myslińska E. 1998. Laboratoryjne badania gruntów. PWN, Warszawa.
- Myslińska E. 2001. Grunty organiczne i laboratoryjne metody ich badania. PWN, Warszawa.
- Okruszko H. 1971. Określanie ciężaru właściwego gleb hydrogenicznych na podstawie zawartości w nich części mineralnych. Wiad. Instyt. Melior. i Użytk. Ziel. 10, 1: 47-54.
- Ostromięcki J. 1969. Udział podsiąku z poziomu wody gruntowej w pokrywaniu niedoborów pomiędzy parowaniem i opadem. Roczn. Nauk Roln. 77, F-2: 165-184.
- PN-86/B-02480. 1986. Grunty budowlane. Określenia, symbole, podział i opis gruntów. PKNMij, Wydawnictwa Normalizacyjne „Alfa”, Warszawa.
- PN-88/B-04481. 1988. Grunty budowlane. Badania próbek gruntu. PKNMij, Wydawnictwa Normalizacyjne „Alfa”, Warszawa.
- Puchalski T., Prusinkiewicz Z. 1975. Ekologiczne podstawy siedliskoznawstwa leśnego. PWRiL, Warszawa.
- Prusinkiewicz Z., Kosakowski A. 1986. Zwilżalność próchnicy jako czynnik kształtujący gospodarkę wodną gleb leśnych. Roczn. Gleb. 37, 1: 3-21.
- Prusinkiewicz Z. 1987. Wpływ zwilżalności próchnicy na gospodarkę wodną gleb, w borach sosnowych w okresie suszy. Sylwan 4: 37-42.
- Rode A. A. 1956. Woda w glebie. PWRiL, Warszawa.
- Somorowski Cz. 1969. Właściwości wodne profili glebowych przy głęboko zalegającym zwierciadle wody gruntowej. Wiad. Instyt. Melior. i Użytk. Ziel. 8, 1: 11-28.
- Suliński J. 1978. Badania nad ruchem zwierciadła wód glebowo-gruntowych na wybranych powierzchniach Puszczy Niepołomickiej. rozprawa doktorska. MSK, AR Kraków.
- Suliński J. 1989a. Badania wymiany wody: atmosfera – drzewostan – grunt w wybranych drzewostanach sosnowych zachodniej części Kotliny Sandomierskiej. Zesz. Nauk. AR Kraków. 232: 143-164.
- Suliński J. 1989 b. Szczegółowy bilans wodny zlewni potoku Traczówka (24 km²) w Puszczy Niepołomickiej. Acta Agr. et Silvestria Ser. Silv. 28: 105-123.

- Suliński J. 1995. Czynniki różnicujące wartości składowych bilansu wodnego drzewostanów zagospodarowanych zrębowo. *Sylwan* 11: 49-65.
- Suliński J., Kucza J. i in. 2001. Zbadanie czynników określających dynamikę zapasu wody, chemizm i produktyjność gleb leśnych wytworzonych z piaskowców istebniańskich. MSK: 1-117, ZIL AR Kraków.

SUMMARY

Theoretical and practical aspects of calculating the water storage in forest soils Part I. Non-skeletal soils

Results of direct and indirect studies on the changes in moisture of soil profiles are usually presented in relative units (percentage of water in relation to soil skeletal fraction mass). From the point of view of hydrology and water management such results are found rather unuseful, they only illustrate the direction of changes in water resource in soil profiles. The paper provides justification to use the method of converting relative soil moisture into a balance unit i.e. water layer thickness (mm) in the soil layer and entire soil profile. The basis for the adopted method was a division of the soil profile into measurement-calculation layers in accordance with the criterion of similar soil physical parameters. All layers of the organic matter were combined into one measurement-calculation layer. The proposed method is based on soil physical properties such as porosity and moisture content as a measure of filling free pore spaces with water calculated from formula [1]. Water resource (in mm of H₂O) in the soil layer being the product of thickness, porosity and moisture content of the layer is presented in formula [2]. The total water resource in the soil profile is the sum of all resources in the soil-building layers (formula [3]).

With regard to the research concerning the water resource dynamics in the soil profiles without free groundwater table we can use for calculations the point values of moisture content at the measurement point (considering them as representative for the layer) or the averaged values from the linear dependence of the depth (Fig. 1a and b). Any inaccuracies resulting from the way of estimating moisture content fall within the range of measurement error.

In the case of the profile with free groundwater table (Fig. 2) the determination of the average moisture content from the diagram should be obligatory for the overlying layer. In such profiles the total water resource is the sum of resources in the aeration and saturation zones calculated from formulas [3] and [5].